

# Hydrogeologische und hydrochemische Untersuchungen in der ungesättigten Zone eines Kiesgrundwasserleiters

## Teil II: Ergebnisse langjähriger bodenhydrologischer Messungen

Von Irmgard Ullsperger, Broder Merkel,  
Karl-Ernst Quentin und Peter Udluft\*

Am Lehrstuhl für Hydrogeologie und Hydrochemie der Technischen Universität München wurde 1981 ein begehbare Probenahmeschacht gebaut, um physikochemische Systemabläufe in der ungesättigten Zone in situ untersuchen zu können. In der 12 m mächtigen ungesättigten Zone des quartären Kiesgrundwasserleiters wurden kontinuierlich Bodentemperatur und Kapillarspannung in sieben Ebenen, sowie der Niederschlag und der Grundwasserstand, die relative Feuchte und die Lufttemperatur erfaßt. Zur Ermittlung der Sickergeschwindigkeit wurde ein Tracer-Versuch durchgeführt. Dabei erwiesen sich die Fluoreszenzfarbstoffe Uranin und Eosin als ungeeignet, Tritium dagegen als geeignet.

Die Ergebnisse einer fünfjährigen Meßperiode werden dargestellt und diskutiert. Die Wassergehalte und die Wasserleitfähigkeit in Abhängigkeit vom Wassergehalt, sowie die Grundwasserneubildung wurden mit Hilfe von Modellfunktionen berechnet, die auf Laborversuchen und den gemessenen Kapillarspannungen basieren.

**Hydrogeological and hydrogeochemical studies of the unsaturated flow in a gravel aquifer. Part II. Results of long term soilhydrological measurements.** An accessible research shaft was built in 1981 at the Department for Hydrogeology and Hydrochemistry of the Technical University, Munich, W. Germany to enable investigations of physicochemical processes. Soil temperature and capillary pressure head in seven depth of the unsaturated zone of 12 m were monitored, as well as precipitation, groundwater level, relative humidity and air temperature. To determine seepage velocity, a tracer field experiment was carried out. The fluorescenstracer Uranin and Eosin gave unsatisfactory results, but Tritium was proved to be a rather good tracer for the unsaturated zone.

The results of a five years period of measurement are presented and discussed. Water contents and unsaturated conductivity as well as the groundwater recharge were calculated by model functions, which are based on laboratory experiments and the measured hydraulic head.

### 1 Problemstellung

Der Sickerwassertransport in der ungesättigten Zone hängt einerseits von den physikalischen Kenngrößen des Bodens und andererseits von der Wasserzufuhr ab, die eine Funktion von Niederschlag und Verdunstung ist. Die physikalischen Eigenschaften des Sickerkörpers bestimmen, ob und wie das angelieferte Wasser über die ungesättigte Zone zum Grundwasser gelangt. Die Kornverteilung prägt dabei entscheidend die Speicher- und Wasserleitfähigkeit der Sickerzone; jedes Korngemisch zeigt ein anderes hydraulisches Verhalten. Die Kiesfraktion in den Schottern des Untersuchungsgebietes beträgt zwischen 70 und 85% mit einem Ton- und Schluffanteil von 1–10%.

Chemische Prozesse im Boden und in der wasserungesättigten Zone sind abhängig vom Wasser-, Luft- und Wärmehaushalt. Eine Beurteilung der physiko-chemischen Vorgänge ist nur möglich, wenn möglichst detaillierte Meßwerte in räumlicher und zeitlicher Verbreitung vorliegen. Aus diesem Grund wurde 1981 ein begehbare Probenahmeschacht gebaut [1], der es gestattet, den Weg des Sickerwassers von der Bodenoberfläche bis zum Grundwasser in Quantität und Qualität zu verfolgen (Abb. 1).

Der Wasserhaushalt eines Bodens bestimmt die Verteilung der Niederschläge auf direkt verdunstende, infiltrierende, kapillar aufsteigende, sowie versickernde Anteile. Der Transport gelöster Stoffmengen im Untergrund ist wiederum von der Bindungsart und der Bewegung des Transportmediums Wasser abhängig. Im Rahmen der Untersuchungen wurde deshalb der Wasserleitfähigkeit, dem Wassergehalt, der Wasserspannung und der Bodentemperatur besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Die Ergebnisse der wasserchemischen Untersuchungen sind nicht Gegenstand dieser Abhandlung.

#### 1.1 Theorie

Die Wasserbewegung im Boden und der ungesättigten Zone wird durch konkurrierende Potentiale bestimmt, die mit der allgemeinen Potentialgleichung beschrieben werden können:

$$P_T = P_a + P_w + P_p + P_c + P_o + P_g \quad (1)$$

$P_T$  = Gesamtpotential

$P_a$  = Adsorptionspotential

$P_w$  = Hydratationspotential

$P_c$  = Kapillarpotential

$P_p$  = Druckpotential

$P_o$  = Osmotisches Potential

$P_g$  = Gravitationspotential

} Matrixpotential

Adsorptions-, Hydratations- und Kapillarpotential werden durch die Geometrie der festen Phase bestimmt und in ihrer

\* Dipl.-Geol. I. Ullsperger, Dr. B. Merkel, Prof. Dr. K.-E. Quentin und Prof. Dr. P. Udluft, Lehrstuhl für Hydrogeologie und Hydrochemie der Technischen Universität München, Marchioninstr. 17, D-8000 München 70

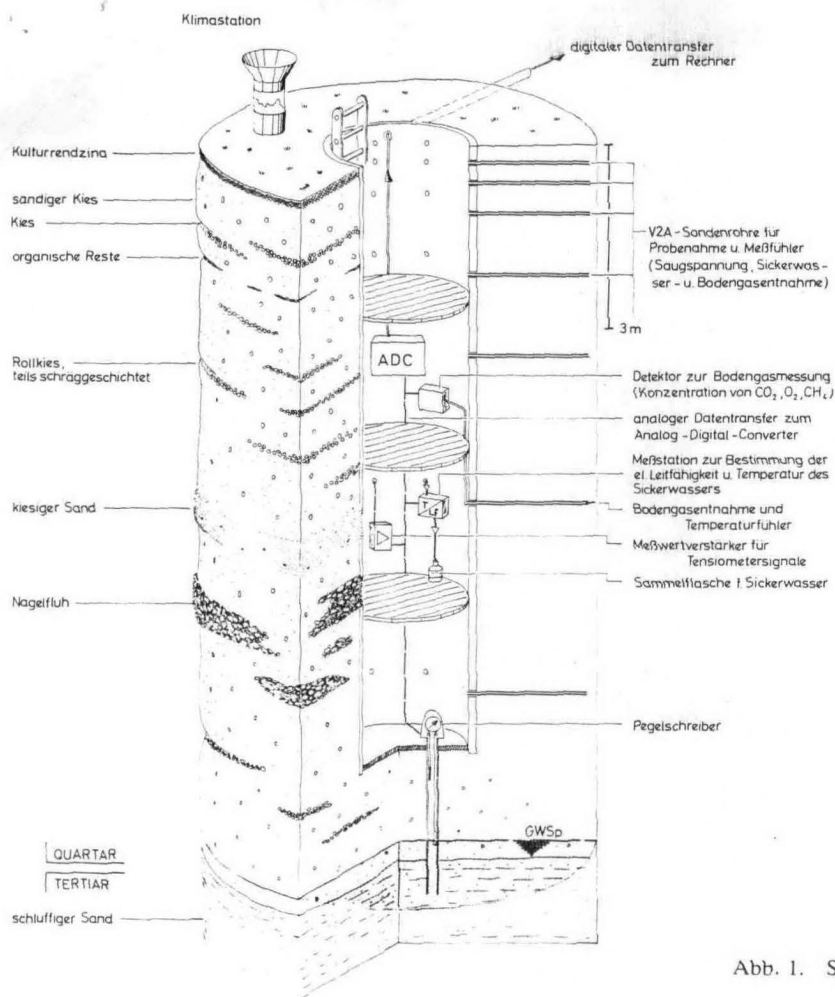


Abb. 1. Systemskizze des begehbaren Schachtbrunnens Großhadern

Summe als Matrixpotential bezeichnet. Vereinfachend darf das Kapillarpotential dem Matrixpotential gleichgesetzt werden. Solange der Boden wasserungesättigt ist und das Bodengas atmosphärischen Druck aufweist, kann das Druckpotential ebenfalls gleich null gesetzt werden. Unter humiden Klimabedingungen kann ferner das osmotische Potential vernachlässigt werden. Daraus folgt:

$$P_T = P_c + P_g \quad (2)$$

Das Gravitationspotential ist der Betrag der Arbeit, um eine bestimmte Menge Wasser um einen definierten Betrag anzuheben. Als Bezugsniveau wird üblicherweise der Grundwasserspiegel gewählt. Die Fließrichtung eines Wasserteilchens an einem bestimmten Ort ergibt sich aus dem Vorzeichen des Gradienten des Gesamtpotentials. Ist der Wert des Gradienten positiv, bewegt sich das Wasserteilchen in Richtung Grundwasser; ist der Betrag negativ, so bewegt sich das Wasser in Richtung Bodenoberfläche. Die Geschwindigkeit der Wasserbewegung wird einerseits vom Gradienten des Gesamtpotentials und andererseits von der Wasserleitfähigkeit bestimmt. In den quartären Kiesen der Münchner Schotterebene stellt die Funktion zwischen Wasserleitfähigkeit und Wassergehalt eine extrem nicht-lineare Beziehung dar. Über einen weiten Bereich der Kapillarspannung ist die Sickerwasserbewegung sehr gering, um dann innerhalb einer ganz geringen Variationsbreite der Kapillarspannung respektive des Wassergehalts zu großen Sickergeschwindigkeiten zu wechseln. Aus den gemessenen Daten wurden Modellfunktionen berechnet, mit deren Hilfe der Vorgang der Grundwasserneubildung in Abhängigkeit von der Zeit dargestellt werden kann.

Die Fließgeschwindigkeit in der ungesättigten Zone wird durch die Darcy-Gleichung beschrieben:

$$V_a = K(\theta) \cdot \partial P_T / \partial X \cdot D/v \quad (3)$$

- $V_a$  = Abstandsgeschwindigkeit (m/s)
- $\partial P_T$  = Differenz des Gesamtpotentials zwischen zwei Meßpunkten (mbar)
- $\partial X$  = Fließstrecke zwischen zwei Meßpunkten (m)
- $K(\theta)$  = Durchlässigkeitsbeiwert als Funktion des Wassergehalts bzw. der Kapillarspannung (m/s)
- $D$  = Dichte g/cm<sup>3</sup>
- $v$  = Viskosität (g/s · cm)

Wenn die Dichte des Sickerwassers ungefähr 1 ist, kann der Einfluß der Dichte vernachlässigt werden. Deutlich macht sich jedoch der Temperatureinfluß auf die Viskosität bemerkbar, wie aus Tab. 1 ersichtlich ist.

Tab. 1. Viskosität des Wassers in Abhängigkeit von der Temperatur

Temperatur (°C)	Viskosität (g/s · cm)
0	1,792
10	1,307
20	1,002
30	0,797

Die Vermischung und Verbreitung von Wasserinhaltsstoffen innerhalb eines räumlichen Bezugssystems durch molekulare Diffusion und Variation der Fließgeschwindigkeiten wird generell als Dispersion bezeichnet. Die hydrodynamische Disper-

sion wird durch unterschiedliche Geschwindigkeiten einzelner Wasserteilchen verursacht und ist von der mittleren Geschwindigkeit abhängig; definitionsgemäß strebt sie mit geringer werdender Fließgeschwindigkeit gegen Null. Dies gilt gleichermaßen für die longitudinale Dispersion in Richtung der Fließbewegung wie für die transversale Dispersion senkrecht zur Ausbreitungsrichtung. Unter wassergesättigten Bedingungen im Grundwasser ist die longitudinale Dispersion um einen Faktor 10 bis 100 größer als die transversale. Der diffusive Anteil der Dispersion ist in der Regel wesentlich kleiner als der hydrodynamische und gewinnt erst bei kleinen Fließgeschwindigkeiten und Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Porensystemen an Bedeutung. Die hydrodynamische Dispersion ist abhängig von den Struktureigenschaften des porösen Mediums und der Wassersättigung, sie kann durch die Differentialgleichung (4) beschrieben werden:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_L \frac{\partial^2 C}{\partial X^2} + D_T \frac{\partial^2 C}{\partial Y^2} - V_a \frac{\partial C}{\partial X} \quad (4)$$

- C = Konzentration des Wasserinhaltsstoffes  
X = Kartesische Koordinate in Fließrichtung  
Y = Kartesische Koordinate senkrecht zur Fließrichtung  
D<sub>L</sub>, D<sub>T</sub> = Koeffizienten der longitudinalen und transversalen hydrodynamischen Dispersion  
V<sub>a</sub> = Abstandsgeschwindigkeit  
t = Zeit nach Injektion des Stoffes

Für die Randbedingung der eindimensionalen Strömung und eine einmalige Eingabe eines Stoffes ohne Berücksichtigung der transversalen Dispersion wurde von Lenda und Zuber [2] die folgende analytische Lösung angegeben:

$$C(X, t) = \frac{Q}{F \cdot n_e (4 \pi \cdot D_L \cdot t)^{1/2}} \cdot \frac{X}{V_a \cdot t} \cdot e^{\left(-\frac{(X - V_a \cdot t)^2}{4 \cdot D_L \cdot t}\right)} \quad (5)$$

- Q = aufgegebene Stoffmenge  
F = Fließquerschnitt  
n<sub>e</sub> = effektives Porenvolumen  
C = Konzentration am Ort X zur Zeit t  
X = Abstand zwischen Injektion und Meßort

## 2 Meteorologischer Überblick

Die Münchner Schotterebene liegt im gemäßigt humiden Klimabereich. Der langjährige mittlere Niederschlag (1931–1960) beträgt nach dem Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland [3] 940 mm; davon verdunsten im langjährigen Mittel 550–600 mm; durchschnittlich 380 mm dienen der Grundwasserneubildung. In Tab. 2 sind die im Versuchsfeld Großhadern ermittelten Klimadaten für die hydrologischen Jahre 1982/83 bis 1986/87 dargestellt. Der Niederschlag wurde mit einem Hellmann-Schreiber aufgezeichnet. Die Lufttemperatur und die relative Feuchte wurden alle 2 Stunden gemessen und gespeichert. Basierend auf diesen Messungen wurden die potentielle Verdunstung und die Grundwasserneubildung nach Gl. 6 berechnet (Tab. 3):

$$V = A \cdot B^{(B \cdot t)} \quad (6)$$

- V = Verdunstung (mm)  
t = mittlere Monatstemperatur (°C)

Die Koeffizienten A und B ergeben sich aus Tab. 2 in Abhängigkeit vom jeweiligen Monat. Diese Koeffizienten wurden mit Hilfe umfangreichen Datenmaterials nach HAUDE gefittet.

Tab. 2. Monatskoeffizienten zur Berechnung der Verdunstung aus Gl. 6

Monat	11–1	2–4	5–7	8–10
A	7,16	8,54	15,36	7,51
B	0,059	0,130	0,0927	0,109

Tab. 3. Klimadaten, berechnete Verdunstung und berechnete Grundwasserneubildung (GWN) im Versuchsfeld Großhadern

Hydrol. Jahr	Niederschlag (mm)	Lufttemperatur (°C)	Verdunstung (mm)	GWN (mm)
1982/83	903	8,8	599	304
1983/84	887	7,3	465	422
1984/85	868	8,4	578	290
1985/86	929	8,7	569	360
1986/87	891	8,2	486	405
5jähr. Mittel	895,6	8,3	539,4	356,2

## 3 Ergebnisse

### 3.1 Variationen der Bodentemperatur in räumlicher und zeitlicher Ausbreitung

Die Temperatur ist ein Basisfaktor, der die physikalischen Eigenschaften des Wassers, aber auch chemische und biologische Prozesse maßgeblich beeinflusst. Tab. 4 gibt einfache statistische Kenngrößen der Bodentemperatur in 7 Tiefen zwischen 20 und 900 cm wieder.

Abb. 2 zeigt das Tiefenprofil der Bodentemperaturen im Versuchsfeld Großhadern im Jahresmittel und die Mittelwerte

Tab. 4. Bodentemperatur (°C) in 7 Tiefen aus Zwei-Stunden-Werten

Tiefe	min	max	$\bar{x}$	s	n
20	-1,4	34,1	9,84	7,38	20 420
50	-0,2	23,4	9,39	6,66	18 640
100	1,8	22,8	10,52	5,94	19 880
200	3,8	21,3	10,63	4,22	19 694
350	6,1	18,0	11,39	3,33	20 370
600	7,8	13,5	10,50	1,62	19 744
900	9,2	12,4	10,79	0,81	17 676

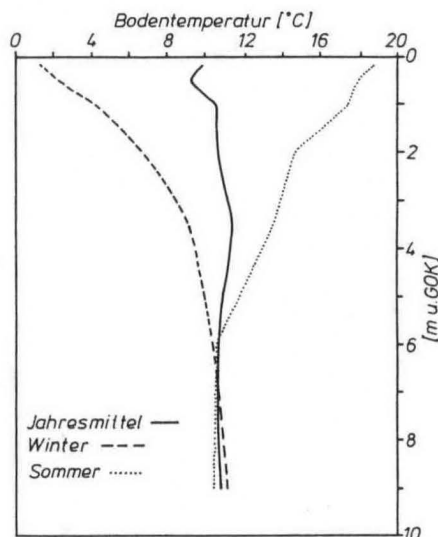


Abb. 2. Tiefenprofil der Temperaturen (Jahresmittel sowie Mittelwerte für Sommer- und Wintermonate)

für die Winter- bzw. Sommermonate. Unterhalb von 6 m sind nur noch geringe jahreszeitliche Variationen festzustellen. Abb. 3 zeigt die gemessenen Bodentemperaturen in Tiefen von 20, 50, 100 und 200 cm über einen Zeitraum von 10 Tagen (August 1985) unter Benutzung der Originaldaten (Meßtakt: 2 Stunden). Sehr deutlich ist der ausgeprägte Tagesgang der Temperatur in Tiefen von 20 und 50 cm zu erkennen. Die Abb. 4 stellt die Variation der Temperaturen über Zeit und Tiefe dreidimensional dar.

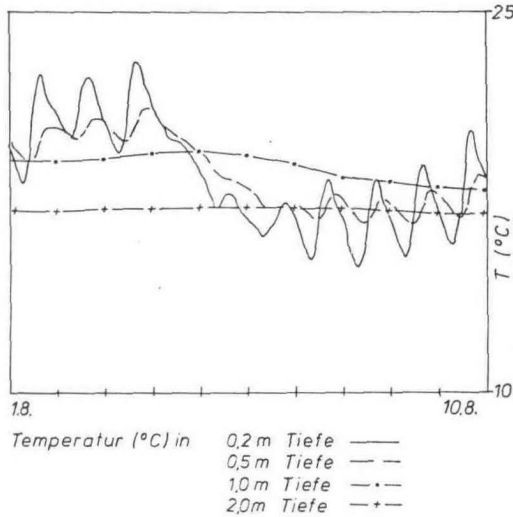


Abb. 3. Verlauf der Bodentemperaturen (°C) innerhalb von 10 Tagen in 20, 50, 100 und 200 cm Tiefe (2 Stunden-Meßtakt)

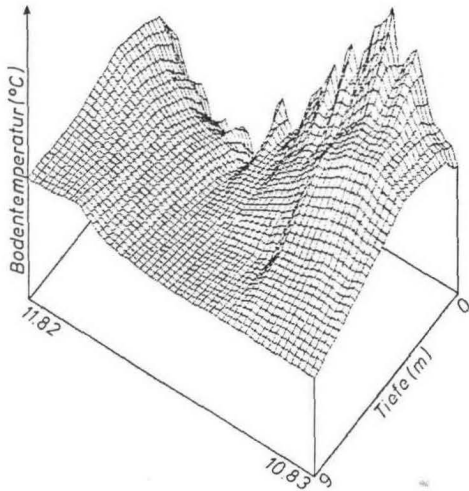


Abb. 4. Dreidimensionale Darstellung der Bodentemperatur (°C) im hydrologischen Jahr 82/83 (Tagesmittelwerte, geglättet mit bikubischen Splines)

Die Datenbasis von 5 Jahren wurde benutzt, um die zeitliche und räumliche Variation der Bodentemperatur durch eine nichtlineare multiple Regression zu approximieren. Die Regressionsanalyse führte zu folgender empirischer Beziehung:

$$T_b = 10,12 + \left( 12,44 \cdot e^{(-0,232 \cdot X)} \cdot \sin \left( \frac{W}{8,28} + 3,133 - 0,2089 \cdot X \right) \right) \quad (7)$$

$T_b$  = Bodentemperatur (berechnet)  
 $W$  = Woche im hydrologischen Jahr (1 ... 52)  
 $X$  = Tiefe in Metern

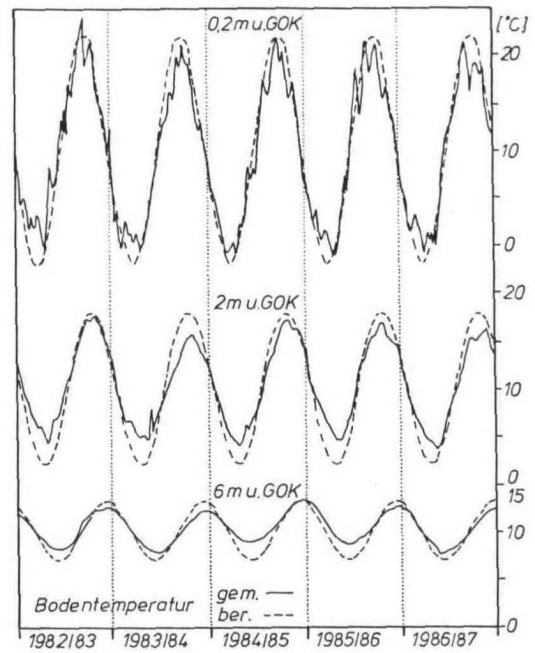


Abb. 5. Gemessene und berechnete Temperaturganglinien für die Tiefen 0,2 m, 2 m und 6 m über einen Zeitraum von 5 Jahren

Abb. 5 zeigt, daß mit Hilfe dieser Funktion die Temperatur in beliebiger Tiefe zwischen 0 und 10 Metern hinreichend genau für jeden Zeitpunkt berechnet werden kann. Dies ist insbesondere für thermodynamische Gleichgewichtsberechnungen sowie für die Modellierung der Sickerwasserbewegung unter Berücksichtigung der Temperaturabhängigkeit der Viskosität des Wassers von Bedeutung. Die Funktion hat Gültigkeit für quartäre Kiese unter vergleichbaren meteorologischen Randbedingungen.

### 3.2 Variationen der Kapillarspannung in räumlicher und zeitlicher Ausbreitung

Mit Hilfe der in Tiefen von 20 cm bis 900 cm im Schachtbrunnen eingebauten Druckaufnehmer-Tensiometer [4] konnten Sickerfronten verfolgt werden. Die Meßwerte wurden alle 2 Stunden aufgezeichnet. Die statistische Analyse der Daten für die hydrologischen Jahre 1982/83 bis 1986/87 ergab die in Tab. 5 aufgelisteten Werte. Erwartungsgemäß waren die absoluten Beträge der mittleren Kapillarspannungen und die Standardabweichungen in geringen Tiefen (20 cm und 50 cm) größer, da sich hier die Witterungseinflüsse wesentlich stärker auswirken als in größeren Tiefen. Die höchsten mit Tensiometern meßbaren Kapillarspannungen (ca. -800 mbar) traten in 20 cm Tiefe auf. Generell kann festgestellt werden, daß die Maxima und die Standardabweichungen mit der Tiefe abnehmen. Bei nahezu allen Tensiometern kam es kurzfristig zu positiven hydraulischen Drücken, also einer Sättigung im Bereich des Meßpunktes.

Abb. 6 zeigt den Verlauf der Kapillarspannung in den sieben verschiedenen Meßhorizonten über fünf hydrologische Jahre beginnend mit dem November 1982, sowie den Monatsniederschlag und den Verlauf der Grundwasserstandsganglinie. Der Jahresgang der Kapillarspannung ist in allen Ebenen erkennbar; in den Monaten Dezember bis März sind die Kapillarspannungen in allen Ebenen generell niedriger. Zwar fällt in diesem Zeitraum nur ein Drittel aller Niederschläge; zugleich ist jedoch die Verdunstung so niedrig, daß ein Großteil des Niederschlagseintrags zur Grundwasserneubildung beiträgt. Ab April beginnt eine kontinuierliche Austrocknung, die bis in



Tab. 5. Statistische Kennwerte der Matrix-Potentiale (Druckaufnehmer-Tensiometer) für die hydrologischen Jahre 1982/83 bis 1986/87 im Meßfeld Großhadern

Tensio- meter-Nr. Tiefe (dm)	Extremwerte der Matrixpotentiale (mbar)	$\bar{x}$	s	n
P 1/02	-799 +47	-105,9	155,0	15 749
P 8/02	-811 +46	-120,7	158,9	10 857
P15/02	-719 +31	- 74,7	126,2	3 989
P 2/05	-409 +28	- 58,7	61,8	19 870
P 9/05	-408 +29	- 44,1	51,6	18 241
P16/05	-409 +28	- 40,8	49,5	19 353
P 3/10	-148 +26	- 20,1	18,8	20 107
P10/10	-191 +35	- 25,1	20,0	20 149
P17/10	-101 +20	- 20,9	12,7	18 287
P 4/20	-159 +34	- 40,7	24,5	20 143
P11/20	-400 +41	- 45,1	23,6	19 400
P18/20	-102 +40	- 51,4	15,3	19 521
P 5/35	-160 +30	- 45,8	11,3	19 711
P12/35	-141 +25	- 32,8	8,5	19 968
P19/35	-322 +44	- 29,5	10,7	18 650
P 6/60	- 83 +21	- 19,5	3,0	20 033
P13/60	-334 +35	- 30,6	11,4	20 694
P20/60	-293 + 2	- 11,8	6,6	19 130
P 7/90	- 48 +19	- 24,8	9,4	17 357
P14/90	- 78 -20	- 45,4	14,3	17 375
P21/90	-131 +25	- 87,8	18,5	19 585

den November andauert. Im Laufe dieser Austrocknungsphase wirken sich einzelne Niederschlagsereignisse zwar noch bis in 9 m Tiefe aus; insgesamt ist jedoch eine Verschiebung zu größeren Kapillarspannungen zu beobachten. Die größten Kapillarspannungen werden zwischen September und November erreicht.

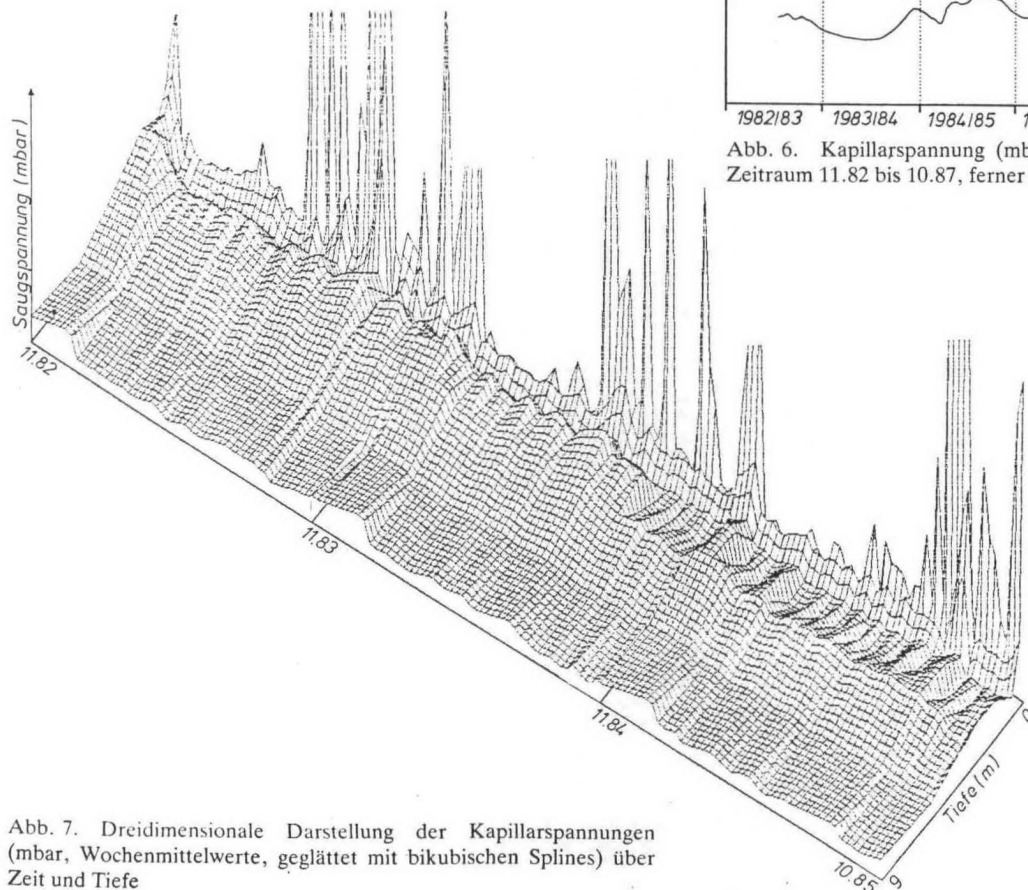


Abb. 7. Dreidimensionale Darstellung der Kapillarspannungen (mbar, Wochenmittelwerte, geglättet mit bikubischen Splines) über Zeit und Tiefe

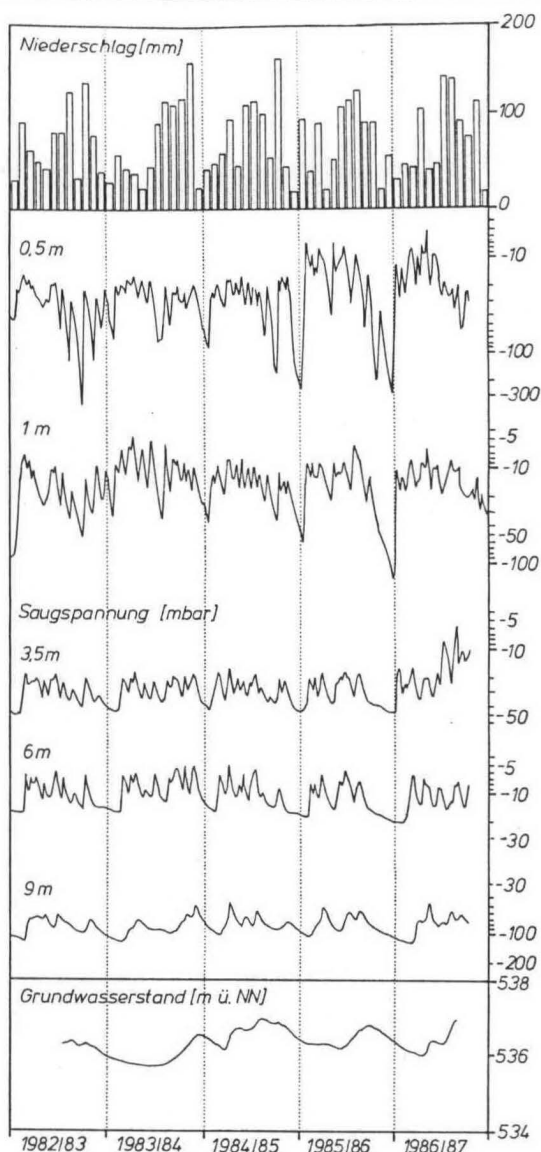


Abb. 6. Kapillarspannung (mbar) in 20 bis 900 cm Tiefe für den Zeitraum 11.82 bis 10.87, ferner Niederschlag und Grundwasserstand

Abb. 7 zeigt die Wochenmittelwerte der Kapillarspannungen in dreidimensionaler Darstellung in Abhängigkeit von der Tiefe und der Zeit. Auch in diesem Diagramm wird deutlich, daß die Potentialverhältnisse ab einer Tiefe von 3,5 m während des gesamten Jahres sehr ausgeglichen sind. Im Sommer und Herbst werden auf Grund mehrfach auftretender Trockenperioden jeweils kurzfristig hohe Kapillarspannungen in der oberflächennahen Bodenzone erreicht, die sich mit zeitlicher Verzögerung nach unten durchpausen, wobei die Amplitude stark abnimmt.

### 3.2.1 Beschreibung von Extremereignissen

In Abb. 8 ist der zeitliche Verlauf von Kapillarspannungen in verschiedenen Tiefen in Relation zum Auftreten von Niederschlägen gesetzt. Es zeigt sich in 20 cm Tiefe für den niederschlagsfreien Zeitraum vom 1. bis 12. 11. 82, eine Zunahme der Kapillarspannung um ca. -30 mbar auf ca. -160 mbar. In allen anderen Tiefen folgen die Kapillarspannungen diesem Trend, auf Grund einer Abnahme der Wassergehalte. Auf das Regenereignis vom 13. 11. 82 reagieren die Tensiometer in 20, 50 und 100 cm Tiefe mit nur geringer zeitlicher Verzögerung. In 2 m Tiefe beginnt ein langsamer Anstieg zwar nach 5 Tagen, der steile Anstieg als Anzeichen des Durchtritts der Feuchtefront macht sich aber erst nach 26 Tagen bemerkbar. Nur geringfügig länger braucht die Sickerfront bis in 3,5 m bzw. 6 m Tiefe. Die Tiefe von 9 m wird nach 42 Tagen erreicht.

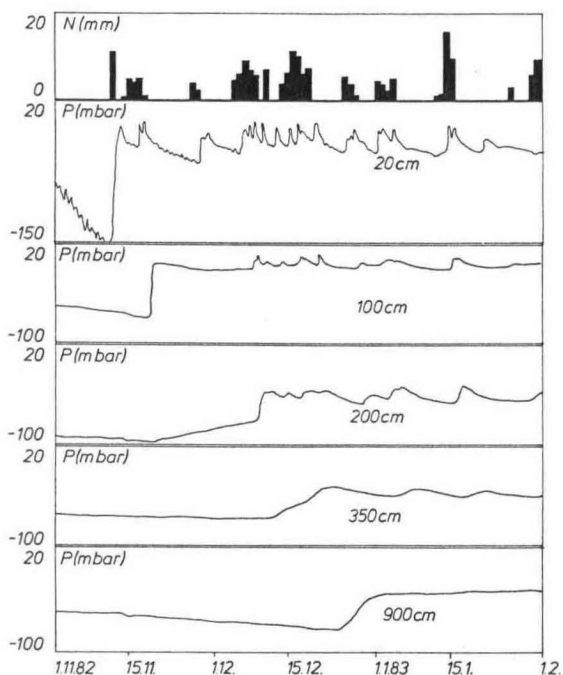


Abb. 8. Zeitlicher Verlauf von Kapillarspannungen (mbar) in verschiedenen Tiefen in Relation zur Niederschlagsverteilung

Die ungesättigte Zone ist nach diesem Regenereignis bis in 2 m Tiefe so weit gesättigt, daß die Tensiometer auf die folgenden Niederschlagsereignisse nahezu ohne Verzögerung reagieren. Abb. 8 zeigt, daß Tensiometer sehr gut geeignet sind, um die hydraulischen Vorgänge in der ungesättigten Zone quartärer Kiessande zu erfassen, da die relativen Veränderungen der Kapillarspannungen eine exakte Verfolgung der Sickervorgänge erlauben.

## 3.3 Bestimmung von Sickergeschwindigkeiten

Um Sickergeschwindigkeiten und Verweilzeiten in Abhängigkeit von der Niederschlagsmenge und der Intensität zu bestimmen, wurden mehrere Methoden eingesetzt.

### 3.3.1 Tracerversuch

Zur Bestimmung der Abstandsgeschwindigkeiten bei der Vertikalsickerung in den quartären Schottern wurde ein Langzeit-Tracerversuch durchgeführt. Dazu wurde ein Gemisch aus Tritium und den Fluoreszenzfarbtracern Uranin und Eosin im Bereich des begehbaren Schachtbrunnens injiziert. Die Probenahme von Sickerwasser mittels Saugkerzen in verschiedenen Tiefen zur Bestimmung der Tracerkonzentrationen erfolgte im Abstand von 14 Tagen.

Um zunächst das horizontale Ausbreitungsverhalten der drei Tracer im Boden zu studieren, wurden in einem Vorversuch auf

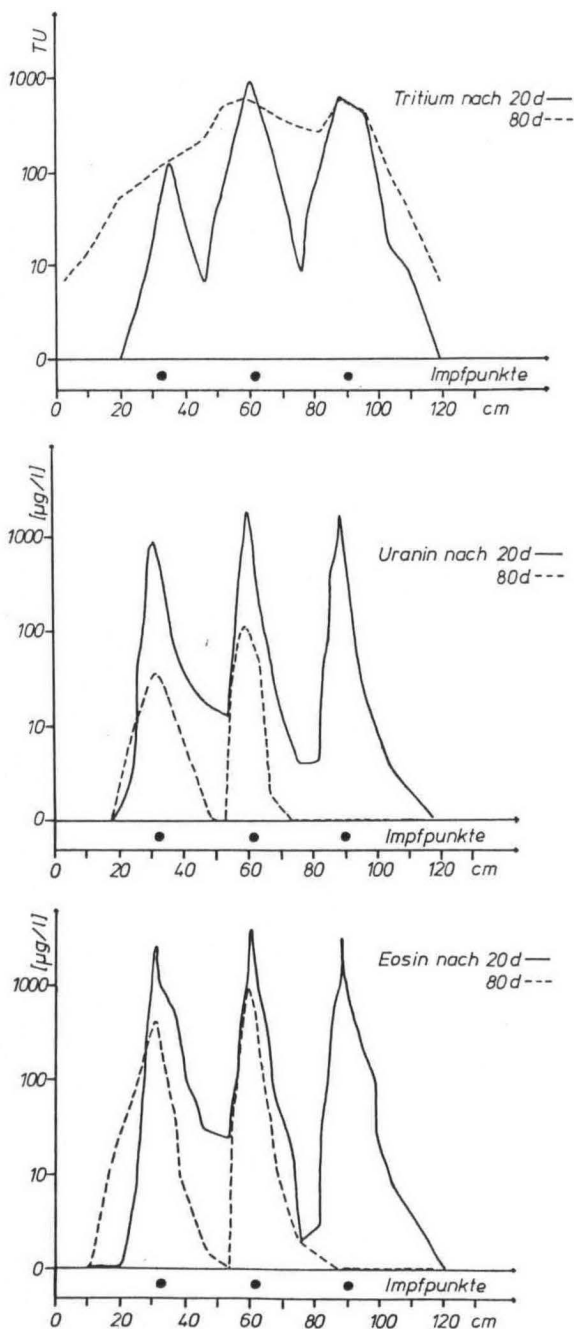


Abb. 9. Räumliche Verteilung von  $^3\text{H}$ , Uranin und Eosin nach 20 bzw. 80 Tagen im Boden

drei nebeneinanderliegenden Versuchsflächen von je  $1 \text{ m}^2$  an 9 Punkten im Abstand von jeweils 30 cm die drei Tracer in 15 cm Tiefe injiziert. Die Flächen wurden durch Kunststoff-Folien abgedeckt, nach 20, 40 bzw. 80 Tagen aufgegraben und durch die Injektionspunkte gehende Probenprofile in 15 und 25 cm Tiefe gewonnen. Aus den  $7 \times 7 \times 5 \text{ cm}$  großen Bodenprobewürfeln wurde das Porenwasser durch Zentrifugieren gewonnen und die Konzentration der drei Tracer gemessen. Abb. 9 zeigt die Ergebnisse dieses Versuches. Während sich für Tritium nach 80 Tagen eine weitgehend homogene Verteilung im Boden eingestellt hat, zeigen die beiden Fluoreszenztracer noch deutliche Maxima an den Injektionsstellen. Dies ist darin begründet, daß Tritium nicht sorbiert wird und die Ausbreitung von  $^3\text{H}$  auch über die Wasserdampfphase erfolgt. Bei Uranin und Eosin fällt auf, daß die aus der Bodenlösung zurückgewonnene Tracer-Stoffmenge mit zunehmender Versuchsdauer geringer wird. Dies ist ein Hinweis auf einen mikrobiellen Abbau von Uranin und Eosin im Boden. Laborversuche, bei denen Uranin- und Eosinlösungen durch Bodensäulen gepumpt wurden, ergaben Abnahmen der Tracerkonzentrationen bis zu zwei Zehnerpotenzen innerhalb einer Woche.

Für den Haupttracerversuch wurde Ende Januar 1983 eine Fläche von  $112 \text{ m}^2$  um den Schachtbrunnen mit einem 30 cm Raster überzogen; 10 ml einer Tracermischung wurden mit Injektionsspritzen an jedem Rasterpunkt 15 cm unter die Bodenoberfläche geimpft. Insgesamt wurden auf der Versuchsfläche je 4570 mg Uranin und Eosin und 2,45 mCi Tritium aufgegeben. Anschließend wurde die Fläche 60 Tage lang mit einer Kunststoff-Folie abgedeckt, um einerseits den Austausch des Tritiums mit der Atmosphäre sowie das Eindringen von Niederschlagswasser zu verhindern und andererseits für eine weitgehend homogene Verteilung der Tracerkonzentration im Boden zu sorgen.

Tritium erwies sich erwartungsgemäß als guter Tracer für die ungesättigte Zone. Zwei Tiefenprofile nach 100 und 340 Tagen für Tritium sind in Abb. 10 dargestellt. Die Punkte stellen die jeweiligen Meßwerte aus den Saugkerzen in verschiedenen Tiefen nach 100 Tagen, die Kreuze nach 340 Tagen dar. Uranin wurde insgesamt nur in Spuren, allerdings über die gesamte Sickerstrecke gefunden. Es muß davon ausgegangen werden, daß der überwiegende Teil des Uranins in der humusreichen Bodenaufgabe sorbiert bzw. von Mikroorganismen abgebaut worden ist. Die Spuren in größerer Tiefe sind auf Anteile zurückzuführen, die über hydraulische Kurzschlüsse in der Bodenaufgabe sehr schnell durchgesickert sind. Eosin wurde auf dem ersten Meter der Sickerstrecke vollständig sorbiert. Es wurde allerdings in Zeiten mit hoher Wassersättigung im Boden immer wieder in Spuren freigesetzt.

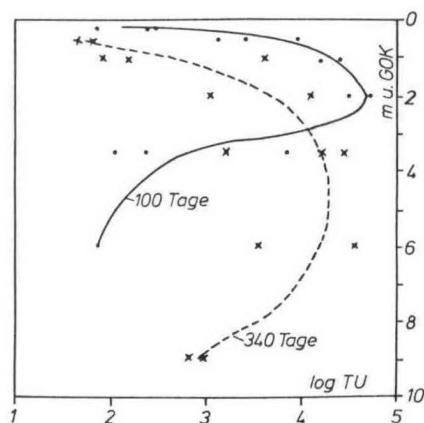


Abb. 10. Tiefenprofil der Tritium-Gehalte nach 100 und 340 Tagen (Tracerversuch)

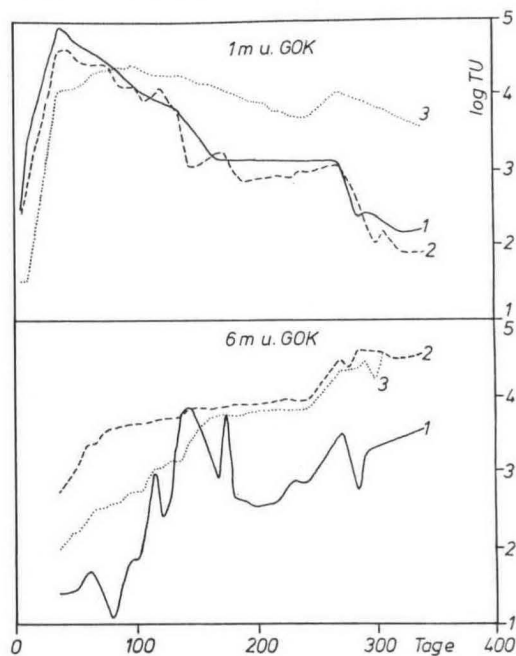


Abb. 11. Verlauf der Tritium-Gehalte in 100 und 600 cm Tiefe über einen Zeitraum von 400 Tagen (Tracerversuch)

Abb. 11 zeigt den zeitlichen Verlauf der Tritiumkonzentration in zwei Meßebenen. Man sieht, daß in 1 m Tiefe das Konzentrationsmaximum nach 40–50 Tagen und in 6 m Tiefe nach ca. 300 Tagen erreicht wurde. Daraus berechnet sich eine vertikale Abstandsgeschwindigkeit von 6–7 m pro Jahr. Wie der unruhige Verlauf der Durchgangskurven zeigt, ist die Vertikalsickerung keinesfalls gleichmäßig, sondern an Feuchteschübe gebunden.

Zwei wesentliche Merkmale werden aus den Durchgangskurven des Tritiums deutlich:

- Saugkerzen in ein und derselben Tiefe zeigen sehr unterschiedliche Konzentrationen
- die Tracerkonzentration korreliert mit Feuchteschüben

Die Berechnung der Dispersionskoeffizienten gemäß Gl. 5 ergab einen Mittelwert von  $3,5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$  und eine Standardabweichung von  $3,8 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ . Diese Werte entsprechen größenordnungsmäßig denen, die von Klotz et al. [5] bestimmt wurden.

### 3.3.2 Berechnung mittlerer Verweilzeiten aus natürlichen Isotopengehalten

Zur Berechnung mittlerer Verweilzeiten wurden die natürlichen Gehalte an Tritium und  $^{18}\text{O}$  bestimmt [6].

Dazu wurden Bodenluftproben und Sickerwasserproben aus dem Versuchsfeld München-Großhadern und München-Harlaching gewonnen.

Abb. 12 zeigt eine deutliche Zunahme der Tritium-Konzentrationen bis in eine Tiefe von 15 m in München-Harlaching und eine kontinuierliche Abnahme in größeren Tiefen. Ordnet man diesen Peak in 15 m der letzten markanten Erhöhung des atmosphärischen Tritiumgehaltes von 1975 zu, so ergibt sich daraus eine mittlere Sickergeschwindigkeit von ca. 2 m/a. In Großhadern wurden generell niedrigere natürliche Tritiumgehalte gemessen, was auf eine größere Sickergeschwindigkeit schließen läßt.

In Abb. 12 sind neben den Meßwerten und den zugehörigen Standardabweichungen drei berechnete Modellfunktionen eingetragen. Kurve 1 stellt ein Piston-Flow-Modell, Kurve 2 ein Exponential- und Kurve 3 ein Dispersions-Modell dar.

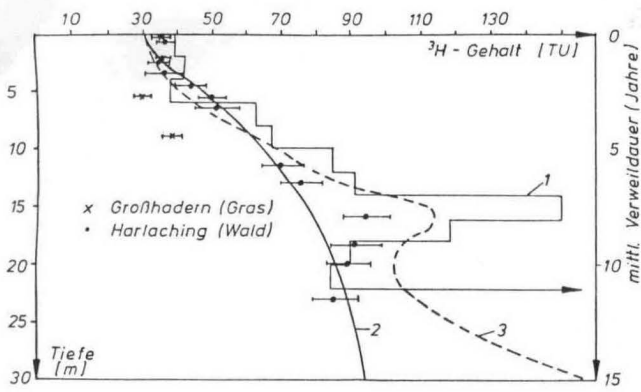


Abb. 12. Natürliche Tritiumgehalte im Wasserdampf der Bodenluft in München-Harlaching und München Großhadern sowie berechnete Gehalte (1–3)

Das atmosphärische Niederschlagswasser ist bezüglich der  $^{18}\text{O}$ -Gehalte jahreszeitlich markiert, da die Gehalte der Winterniederschläge um 6 bis 10% unter denen der Sommerniederschläge liegen.

Abb. 13 zeigt, daß sich diese isotopische Markierung im Sickerwasser bis in die Tiefe von 9 m verfolgen läßt. Aus der Zeitverschiebung zwischen dem Auftreten minimaler und maximaler Gehalte ergeben sich Sickerraten von 20–25 m/a. Dies steht im krassen Gegensatz zu den aus den Tritium-Gehalten ermittelten Sickergeschwindigkeiten. Die Ursache hierfür könnte sein, daß der Sauerstoff-Partialdruck der Bodenluft jahreszeitlich bedingte Gradienten aufweist. Dadurch findet ein diffuser Austausch von Sauerstoff-Molekülen bis in Tiefen von 9 m statt. Möglicherweise werden dabei die Isotopen-Gehalte im Sickerwasser beeinflusst.

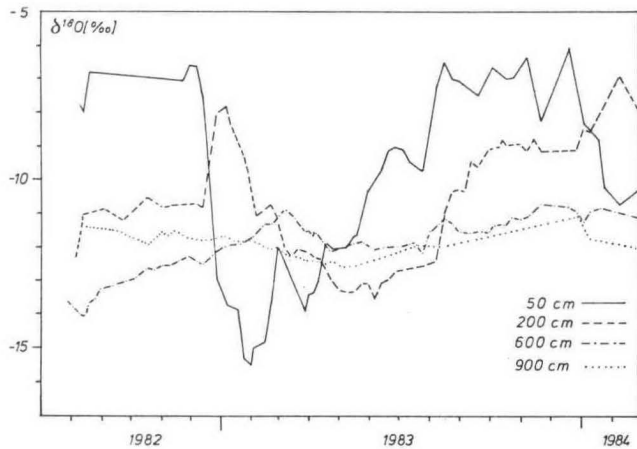


Abb. 13.  $^{18}\text{O}$ -Gehalte im Sickerwasser aus verschiedenen Tiefen in München Großhadern

### 3.3.3 Vergleich der Methoden

Die verschiedenen, angewandten Methoden zur Bestimmung der vertikalen Sickergeschwindigkeit in der Münchner Schotterebene ergaben die in Tab. 6 zusammengefaßten Ergebnisse [6]. Unter Berücksichtigung eines hydraulisch, aktiven Porenvolumens von 2 bis 7% und einer jährlichen Grundwasserneubildung von 380 mm ergeben sich aus einem einfachen Piston-Flow-Modell jährliche Sickergeschwindigkeiten von  $\approx 5$  bis 20 m/a. Aus Messungen der Saugspannung zeigt sich jedoch, daß es eine wesentlich schnellere Fließkomponente gibt, da im Extremfall Feuchtefronten bis zu 10 m pro Tag zurückgelegt werden. Das Sickersystem in fluvioglazialen Kie-

Tab. 6. Vergleich der durch verschiedene Methoden ermittelten vertikalen Sickergeschwindigkeiten (V) der ungesättigten Zone der Münchner Schotterebene

Art der Bestimmung	V (m/a)
Berechnung aus hydrologischen Daten (Piston-Flow-Modell)	5–20
Bewegung von Feuchte-Fronten, gemessen mit Tensiometern	50–3600
natürliche $^3\text{H}$ -Konzentrationen	5
$^{18}\text{O}$	20–25
$^3\text{H}$ -Tracer	6–7

sen und Sanden muß als ein System von mindestens 2 Porengrößenklassen aufgefaßt werden. Messungen natürlicher Isotopen-Gehalte und künstlich aufgebracht Markierungsstoffe liefern im wesentlichen die langsame Geschwindigkeitskomponente, während Tensiometermessungen besonders geeignet sind, die schnell fließende Komponente zu registrieren. Das tatsächliche Fließregime ist eine Kombination aus beiden Teilkomponenten.

### 3.4 Berechnung des Wassergehalts aus Kapillarspannungsmessungen

Zur Berechnung der Wassergehalte aus den gemessenen Kapillarspannungen wurden die Ergebnisse aus Laboratoriumsuntersuchungen mit einem wägbaren Lysimeter [7] als Grundlage herangezogen. Es wurde vereinfachend angenommen, daß sowohl der Boden als auch der sandige Kies als weitgehend isotroper und homogener Körper zu betrachten ist. Ferner wird von einer Eindeutigkeit der Beziehung zwischen Wassergehalt und Kapillarspannung ausgegangen. Hystereseeffekte bleiben somit unberücksichtigt.

Es wurden Desorptionskurven für Kiese mit unterschiedlichem Feinkornanteil bestimmt. Bei geringem Schluffanteil (0–5%) bewegen sich die Wassergehalte im Kapillarspannungsbereich –10 und –100 mbar zwischen 4 und 7 Vol.%; bei einem Schluffanteil von 5–10 Vol.% liegen die Wassergehalte zwischen 8 und 12 Vol.%, Wassergehaltsbestimmungen an Kiesproben aus Großhadern sowie Harlaching ergaben Werte zwischen 4 und 7 Vol.%. Die Feldkapazität wurde mit ca. 4 Vol.% ermittelt.

Da selten Wassergehalte über 12 Vol.% erreicht werden, spielen sich Sickervorgänge innerhalb einer Variationsbreite von wenigen Volumenprozenten ab. Werden kurzfristig hohe Wassergehalte erreicht, bewegt sich ein Teil des Sickerwassers über ein System von wesentlich größeren, sonst mit Bodenluft gefüllten Poren. Dies führt zu einem spontanen Sickervorgang mit hohen Fließgeschwindigkeiten. Angesichts der geringen Wasserspeicherkapazität der Schotter kommt der Bodenaufgabe, obwohl nur ca. 25 cm mächtig, wegen ihrer wesentlich höheren Wasserspeicherkapazität eine wichtige Puffer- und Regelfunktion zu [8].

Der Zusammenhang zwischen Kapillarspannung und Wassergehalt läßt sich durch eine empirische Funktion darstellen:

$$\theta = A + B \cdot \log(|\psi|) \quad (8)$$

$\theta$  = Wassergehalt in Vol.%

$\psi$  = Kapillarspannung in mbar

Der Gültigkeitsbereich für die Gleichung 8 ist:

$$-1 \text{ mbar} > \psi > -200 \text{ mbar}.$$

Aus den Meßdaten wurden die Koeffizienten B und A für den Boden und die Kiese mit unterschiedlichem Feinanteil durch Regressionsanalyse gewonnen (Tab. 7).



Tab. 7. Koeffizienten A und B für Gl. 8 (Boden und Kies mit unterschiedlichem Feinanteil)

Koeffizienten	A	B
Boden	42,6	12,9
Kies Schluff: 0%	15	6,6
Kies Schluff: 10%	16,3	3,7

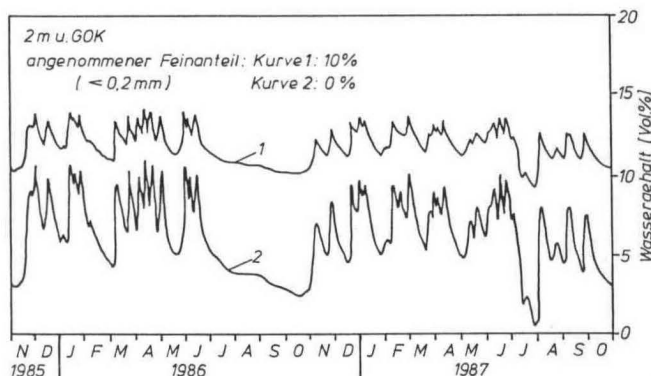


Abb. 14. Berechneter Wassergehalt in 2 m Tiefe unter Annahme eines Feinkornanteils (<2 mm) von 10 respektive 0%

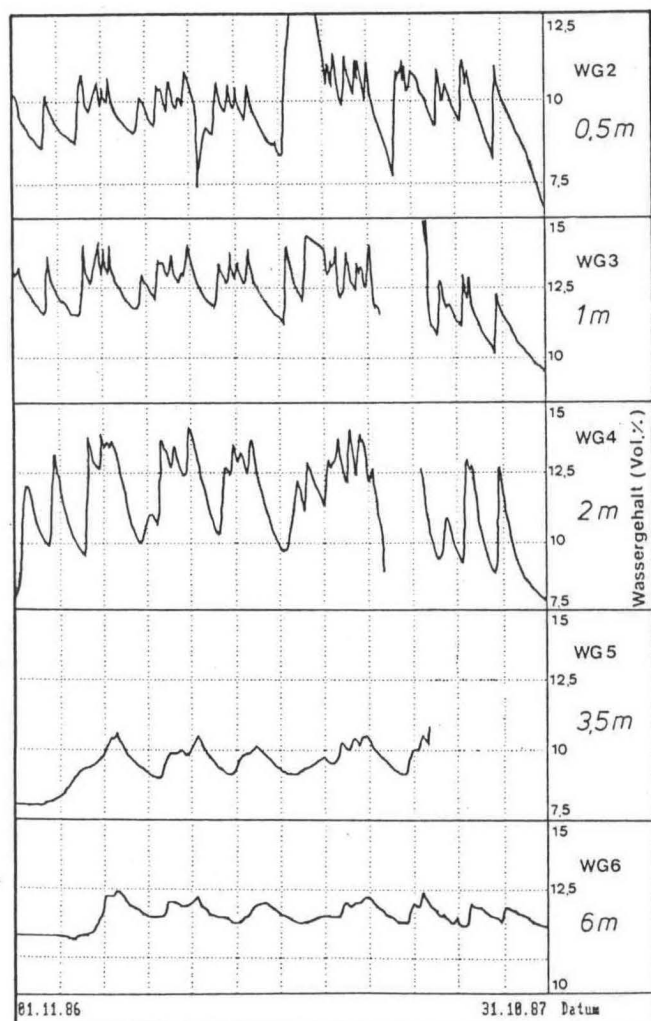


Abb. 15. Berechneter Wassergehalt in fünf verschiedenen Tiefen im hydrologischen Jahr 1986/87

Abb. 14 zeigt die berechneten Wassergehalte in Vol.% für einen Zeitraum von zwei Jahren unter Annahme eines Schluffanteils von 0 respektive 10%. Die beiden Kurven geben somit die Bandbreite der Feuchtegehaltsschwankungen in den ungesättigten Kiesen der Münchner Schotterebene an.

Abb. 15 zeigt den Verlauf des berechneten Wassergehalts während des hydrologischen Jahres 1986/87 am Beispiel jeweils eines Tensiometers aus fünf Tiefen. Mit der Tiefe nehmen die Schwankungen des Wassergehaltes erwartungsgemäß ab. In 6 m Tiefe ergeben sich signifikant höhere Wassergehalte ( $\approx 11,5$  Vol.%), die durch erhöhte Sandanteile in dieser Tiefe bedingt sind.

### 3.5 Abhängigkeit der ungesättigten Wasserleitfähigkeit von der Saugspannung

Allgemein kann der Zusammenhang zwischen ungesättigter Wasserleitfähigkeit und Kapillarspannung durch die empirische Beziehung

$$\log K(\psi) = A + B \cdot \log(|\psi|) \quad (9)$$

approximiert werden.

Aus den pF-/K( $\psi$ )-Kurven, die aus den Messungen mit dem wägbaren Lysimeter ermittelt wurden, wurden für B Werte von 2 und 5 ermittelt.

Da die Kapillarspannungen auch innerhalb der einzelnen Ebenen stark in ihrem Meßbereich schwanken können, wurden die Koeffizienten der Gl. 9 mit Hilfe eines Trial und Error-Algorithmus für jedes einzelne Tensiometer ermittelt. Dazu wurden in Gl. 9 die Tagesmittelwerte der Kapillarspannung für die fünf hydrologischen Jahre 1983 bis 1987 eingesetzt und A und B iterativ ermittelt, wobei für die Steigung B Werte zwischen 2 und 5 angenommen wurden. Um den Rechenfehler infolge von Ausfallzeiten einzelner Tensiometer möglichst gering zu halten, wurden fehlende Meßwerte durch den für den betrachteten Zeitraum errechneten Mittelwert ersetzt. Zudem wurde für alle Potentiale, die positiv oder gleich null waren, eine Kapillarspannung von  $-1$  mbar angenommen. Die Iteration wurde abgebrochen, sobald ein jährlicher Mittelwert zwischen 350 und 360 mm erreicht war.

Die errechneten Mittel-Werte von K( $\psi$ ) lagen zwischen  $1,4 \cdot 10^{-8}$  und  $1,0 \cdot 10^{-8}$  m/s. Für den Oberboden ergab sich ein Minimum von  $3,5 \cdot 10^{-19}$  m/s und ein Maximum von  $4,1 \cdot 10^{-6}$  m/s. Im Kies lag K( $\psi$ ) zwischen  $1,1 \cdot 10^{-16}$  m/s und  $1,2 \cdot 10^{-5}$  m/s. Merkel [9] errechnete aus Porosität und Porendurchmesser sandiger Kiese für eine Kapillarspannung von  $-1,5$  mbar einen K( $\psi$ )-Wert von  $2 \cdot 10^{-6}$  m/s, für eine Kapillarspannung von  $-500$  mbar einen K( $\psi$ )-Wert von  $7 \cdot 10^{-16}$  m/s.

Aus den berechneten K( $\psi$ )-Werten wurden die Grundwasserneubildungsraten in verschiedenen Tiefen berechnet, sowie Jahressummen, Monatsmittelwerte, Maxima, Minima und die Jahresganglinien aller Varianten geprüft. Für die tieferen Meßebenen (ab 3,5 m) wurden bessere Ergebnisse erzielt als für die oberen Horizonte.

Abb. 16 zeigt die aus den Kapillarspannungen berechnete Grundwasserneubildung in verschiedenen Tiefen. Zusätzlich sind Niederschlag, Verdunstung und die Ganglinie des Pegels im begehbaren Schachtbrunnen dargestellt. Die Berechnung erfolgte ohne Berücksichtigung der Variationen des hydraulischen Gradienten.

Die Grundwasserneubildungsraten zeigen in allen Tiefen eine plausible Übereinstimmung mit den Werten von Niederschlag und Verdunstung; ein Jahresgang zeichnet sich deutlich ab. Die gestrichelte Grundwasserstandsganglinie wurde aus den für die Tiefe von 9 m berechneten Grundwasserneubildungsraten und mit Hilfe der Trockenwetterauslaufkurve nach Udluft und Blasy [10] aus Gleichung (10) ermittelt.

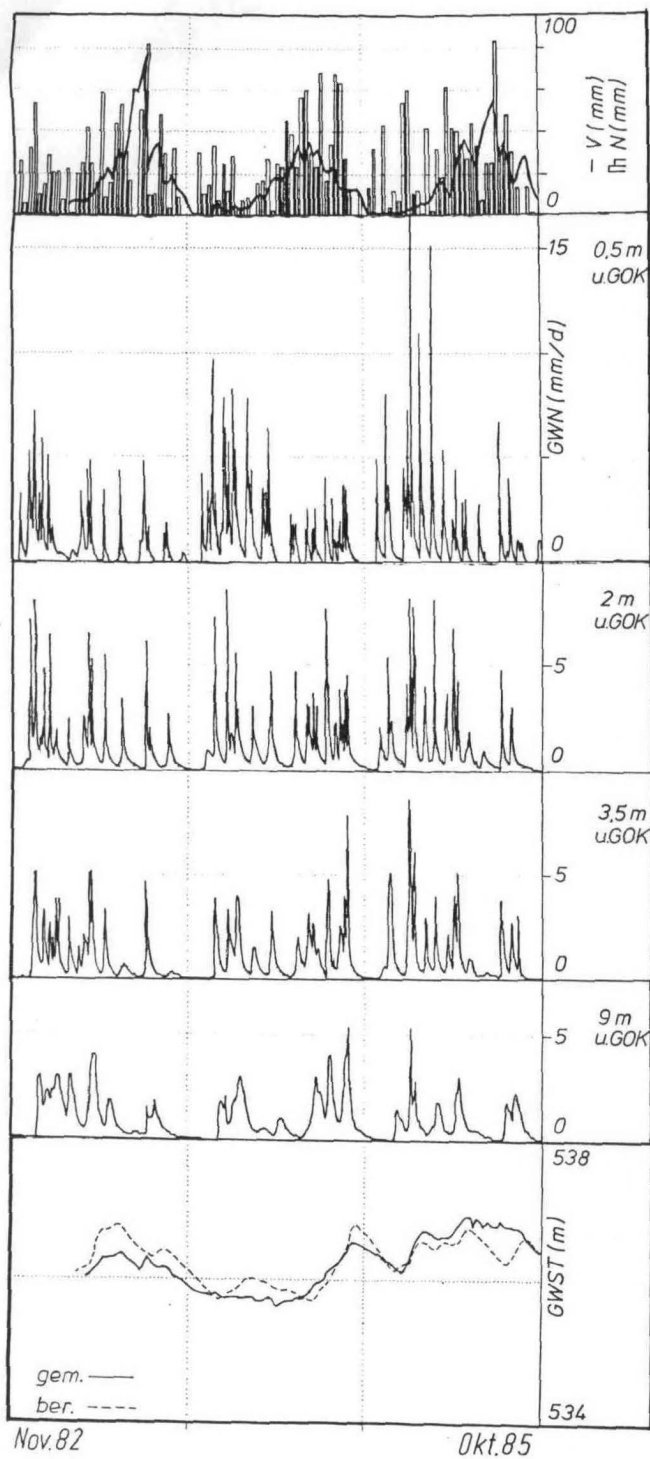


Abb. 16. Aus Saugspannungswerten berechnete Grundwasserneubildung in 4 Tiefen im Vergleich zu Niederschlag, Verdunstung und Grundwasserganglinie über drei hydrologische Jahre

$$WS_{i+1} = WS_i \cdot (1 - e^{-\alpha}) + GWN \cdot n_e \quad (10)$$

WS = Wasserstand über Pegelnull (cm)

$\alpha$  = Abflußkoeffizient

GWN = Grundwasserneubildung (cm)/Zeitinkrement  $i$

$i$  = Zeitinkrement

$n_e$  = effektives Porenvolumen

Da die Schotter auf einem ausgeprägten tertiären Relief abgelagert wurden, verläuft der Grundwasserstrom an der Schotterbasis in einem Rinnensystem, das eine sehr gute Durchlässigkeit aufweist. Ca. 1 m oberhalb des Tertiärs bestehen die

Schotter aus sandigen Kiesen mit einer geringeren Durchlässigkeit. Zur Simulation der Pegelganglinie wurden daher für den Abflußkoeffizienten  $\alpha$  und das kurzfristig nutzbare effektive Porenvolumen unterschiedliche Werte angenommen (Tab. 8).

Tab. 8. Koeffizienten für Gl. 10 zur Simulation der Grundwasser-ganglinie

Wasserstand im Pegel (cm)	$\alpha$	$n_e$
>100	$-3,5 \cdot 10^{-3}$	0,08
<100	$-9,5 \cdot 10^{-3}$	0,15

Die mit diesen Koeffizienten berechnete Pegelganglinie zeigt eine gute Übereinstimmung mit der gemessenen Ganglinie.

## 4 Zusammenfassung

Seit 1982 wurden am Lehrstuhl für Hydrogeologie und Hydrochemie der Technischen Universität München bodenhydrologische Messungen in der wasserungesättigten Zone quartärer Kiese durchgeführt. Es zeigte sich, daß das hydraulische Sickerverhalten durch ein Grob- und ein Feinporensystem sowie hydraulisch inaktive Poren geprägt ist. Die automatische Messung der Kapillarspannung in verschiedenen Tiefen gestattete es, den Durchgang schneller Sickerfronten im Großporenraum zu registrieren. In Extremfällen können Tensiometer aber auch hydraulisch umflossen werden und zeigen somit nicht immer den Durchgang einer Feuchtefront an. Mit Hilfe natürlicher Isotopengehalte und durch einen Markierungsversuch mit künstlich aufgegebenem Tritium konnten mittlere Abstandsgeschwindigkeiten bestimmt werden, die überwiegend durch das hydraulisch langsamere Kleinporensystem geprägt sind. Dispersion und chemische Wechselwirkungen werden zudem durch das hydraulisch weitgehend inaktive Feinporensystem beeinflusst.

Die Berechnung der jeweiligen Wassergehalte und der davon abhängigen spezifischen Wasserleitfähigkeiten gestattet es, die Grundwasserneubildung in verschiedenen Tiefen der ungesättigten Zone zu simulieren. Unter Berücksichtigung der Dispersion können auf diese Weise Aussagen bezüglich minimaler und mittlerer Verweilzeiten in der ungesättigten Zone gemacht

werden. Dies ist insbesondere von Interesse im Hinblick auf die Einhaltung der 50-Tages-Linie bei Wassergewinnungsanlagen zur Trinkwasserversorgung.

## Dank

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) wird für die im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 81 „Abfluß in Gerinnen“ und des DFG-Schwerpunktprogramms „Hydrogeochemische Vorgänge im Wasserkreislauf in der ungesättigten und gesättigten Zone“ gewährte finanzielle Unterstützung gedankt.

## Literaturverzeichnis

- [1] Merkel, B., Nemeth, G., Udluft, P. und Grimmeisen, W.: Hydrogeologische und hydrogeochemische Untersuchungen in der ungesättigten Zone eines Kiesgrundwasserleiters. Teil I: Entwicklung und Erstellung eines begehbaren Probennahmeschachtes zur Boden-, Wasser- und Luftuntersuchung. Z. Wasser- Abwasser-Forsch. 15, 191–195 (1982)
- [2] Lenda, A. and Zuber, A.: Tracer Dispersion in Groundwater Experiments. In: Isotope Hydrology, IAEA, S. 619–641, Wien 1970
- [3] Keller, R. (Hrsg.): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Harald Boldt Verlag, Boppard 1978
- [4] Merkel, B. und Grimmeisen, W.: Bauanleitung für ein kostengünstiges Druckaufnehmertensiometer. Landschaftsökologisches Messen und Auswerten I, 125–132 (1985)
- [5] Klotz, D., Seiler, K.-P., Moser, H. and Neumaier, F.: Dispersion and velocity relationship from laboratory and field experiments. J. Hydrol. 45, 169–184, (1980)
- [6] Eichinger, L., Merkel, B., Nemeth, G., Salvamoser, J. and Stichler, W.: Seepage velocity determinations in unsaturated quarternary gravel. Proc. Int. Symp. RIZA, 303–313. München 1984
- [7] Bläsing, H., Merkel, B. und Udluft, P.: Untersuchungen zum Entwässerungsverhalten von quartären Kiesen und Sandgemischen. Z. Wasser- Abwasser-Forsch. 17, 1–6 (1984)
- [8] Nemeth, G., Merkel, B. und Udluft, P.: Ungesättigte quartäre Kiese und ihre Bodenaufgabe als Regelglieder der Grundwasserneubildung. Z. dt. geol. Ges. 136, 321–330 (1985)
- [9] Merkel, B.: Abschätzung der Grundwasserneubildung aus Saugspannungsmessungen. Z. dt. geol. Ges. 134, 641–656 (1983)
- [10] Udluft, P. und Blasy, L.: Ermittlung des unterirdischen Abflusses und der nutzbaren Porosität mit Hilfe der Trockenwetter-Auslaufkurve. Z. dt. geol. Ges. 126, 325–336 (1975)